第48卷 第2期
2025年2月

干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

Vol. 48 No. 2
Feb. 2025

巴丹吉林沙漠腹地盐湖碳酸盐同位素特征及其环境意义

李全聪[1,2]， 雷国良[1,2,3]， 赵 晖[4]， 朱 芸[1,2,3]，
孙婉婷[1,2]， 于 源[1,2]， 江戈平[1,2]

（1. 福建师范大学湿润亚热带生态-地理过程教育部重点实验室，福建 福州 350117；2. 福建师范大学地理科学学院/碳中和未来技术学院，福建 福州 350117；3. 福建师范大学地理研究所，福建 福州 350117；4. 中国科学院西北生态环境资源研究院沙漠与沙漠化重点实验室，甘肃 兰州 730000）

摘 要：湖泊碳酸盐的形成与湖水物理化学性质以及气候环境密切相关，是记录湖泊环境信息的重要载体。以巴丹吉林沙漠腹地6个湖泊中2种类型的碳酸盐（钙华、湖泊沉积物碳酸盐）为研究对象，基于稳定碳、氧以及团簇同位素（Δ_{47}）指标，对比分析了2种碳酸盐的沉淀过程及其所揭示的环境信息。研究表明：（1）巴丹吉林沙漠6个湖泊中钙华与沉积物2种碳酸盐的碳、氧同位素特征显著不同，钙华沉积的氧同位素显著较湖泊沉积物碳酸盐偏负。（2）湖泊沉积物碳酸盐的团簇同位素温度[$T(\Delta_{47})$]与区域夏季温度接近；而钙华碳酸盐的$T(\Delta_{47})$低于湖泊沉积物碳酸盐。（3）基于氧同位素和$T(\Delta_{47})$估算的碳酸盐沉淀水体$\delta^{18}O$显示，形成钙华碳酸盐的水体$\delta^{18}O$记录了泉水与湖水混合的信号。研究结果初步揭示了巴丹吉林沙漠腹地盐湖碳酸盐的环境指示意义，为长时间尺度上揭示沙漠湖泊的水文演化提供了数据支撑。

关 键 词：湖泊沉积物碳酸盐；钙华；团簇同位素；巴丹吉林沙漠

文章编号：1000－6060(2025)02－0247－10(0247～0256)

巴丹吉林沙漠是我国第二大沙漠[1]，其腹地众多湖泊的存在，形成独特的沙山-湖泊群景观，其沙漠水文过程演化对理解季风与西风过渡地区的气候变化过程极为重要[2]。巴丹吉林沙漠地区腹地几乎没有地表径流，地下水补给占湖泊补给总量的90%以上[3]，在此条件下地下水的来源及其对湖泊的补给方式一直是存在争议的热点科学问题。湖泊碳酸盐的形成与湖泊水体物理化学性质、湖泊生产力状况乃至气候和环境密切相关，是记录区域环境和气候变化过程的重要载体[4-5]。通常，碳酸盐氧同位素与其沉淀流体的氧同位素是温度的函数[6]，这一原理已在古温度定量重建方面发挥了巨大作用[7]。尤其随着团簇同位素技术的出现和发展，碳酸盐的单相测温方法成为可能[8-9]，从而克服了氧同位素温度计需要对碳酸盐沉淀流体$\delta^{18}O$值进行假设的限制[10]。

巴丹吉林沙漠腹地湖泊中存在大量的碳酸盐类矿物[11-12]，常见的有湖泊沉积物碳酸盐以及与泉水出露处相关的钙华碳酸盐，为认识湖泊演化和区域环境变化提供了材料支撑[12-13]。前人对Ruidera湖泊的研究显示[14]，钙华的碳、氧同位素呈协同变化，据此利用钙华碳酸盐氧同位素论证了其对于补给湖泊的泉水氧同位素的指示关系。在此基础上，Rosen等[15]基于美国内华达州大苏打湖钙华，系统对比分析了该湖地下水、湖水和钙华中的氧同位素组成，进一步指出钙华氧同位素值是湖水与地下水氧同位素混合的结果，之后Hudson等[16]结合碳酸盐碳、氧同位素和团簇同位素技术，评估了北美切瓦肯盆地阿尔伯特湖钙华沉积记录的泉水和湖水混合信息。据此，本研究以巴丹吉林沙漠腹地盐湖钙

收稿日期：2024-05-09； **修订日期**：2024-10-12
基金项目：国家自然科学基金青年科学基金（41977390）；第二次青藏高原综合科学考察研究（2019QZKK0202）；云南省高原地理过程与环境变化重点实验室开放基金项目（PGPEC201801）；福建师范大学地理研究所公益类科研院所专项（2024R1002005）资助
作者简介：李全聪（1998-），男，硕士研究生，主要从事全球变化与第四纪研究. E-mail: qsx20221051@student.fjnu.edu.cn
通讯作者：雷国良（1981-），男，博士，副研究员，主要从事地貌过程与环境演变、环境地球化学研究. E-mail: leiguoliang@fjnu.edu.cn

华和湖泊沉积物碳酸盐为研究对象，利用稳定碳氧同位素以及碳酸盐团簇同位素技术，对比分析了巴丹吉林湖泊中2种类型碳酸盐同位素特征的异同及其揭示的环境意义。本研究结论有助于为利用湖泊碳酸盐揭示湖泊气候环境的演化和补给来源等热点科学问题提供数据支撑。

1 研究区概况

巴丹吉林沙漠地处中国内蒙古阿拉善高原西部，分布于古日乃湖以东、拐子湖以南、宗乃山和雅布赖山以西、北大山以北(图1a)，地理位置介于39°04′15″~42°12′23″N，99°23′18″~104°34′02″E之间，面积约为5.21×10⁴ km²[1,17]。沙漠地处中纬度干旱区，属温带大陆型气候区，全年降水量约为50~150 mm，蒸发量超过1000 mm[18-20]。多年观测资料统计显示，区域年均气温为9.96 ℃，最低气温月份为1月，平均气温为-9.73 ℃，最高气温月份为7月，平均气温为26.90 ℃(图1c)。

巴丹吉林沙漠主要为流动性沙丘，地表植被覆盖度很低，植被以旱生、超旱生灌木和半灌木为主[21]，其腹地和南部高大沙山之间分布有100多个湖泊，大多数湖泊面积小于1 km²[20]。由于研究区降水稀少且未有地表径流，湖泊均为地下水补给型的封闭湖泊，绝大多数为矿化度极高的盐湖，湖岸周围分布有沼泽状盐生草甸[21]。其中少部分湖泊有钙华分布，前人的调查显示钙华主要分布于伊克力敖包以北的大湖区[22]。

2 材料与方法

2.1 材料采集与预处理

为便于与前人监测结果进行对比，本研究于2022年9月在伊克力敖包以北的大湖区[23-25]开展了调查与采样，并在呼和吉林(HHJL)、呼都格吉林(HDGJL)、苏木吉林(SMJL)、必鲁图(BLT)、布尔特(BET)、车日格勒(CRGL)6个湖泊(图1b)同时发现钙华和湖泊沉积物碳酸盐。这6个湖泊均为盐湖，湖水pH值介于9~10之间，水化学类型均为Na-CO_3-Cl(表1)。野外现场，在这些湖中有明显泉水出露的位置采集了钙华样品，在没有明显泉水出露的湖泊近岸位置采集了表层沉积物样品。湖泊沉积物多呈灰褐色，主要为松散的风成砂；钙华样品多呈灰白色，无明显层状结构，可见较多气泡孔洞。

在实验室，将采集的湖泊表层沉积物样品用超纯水清洗可溶性盐并用冷冻干燥方法干燥(采用北

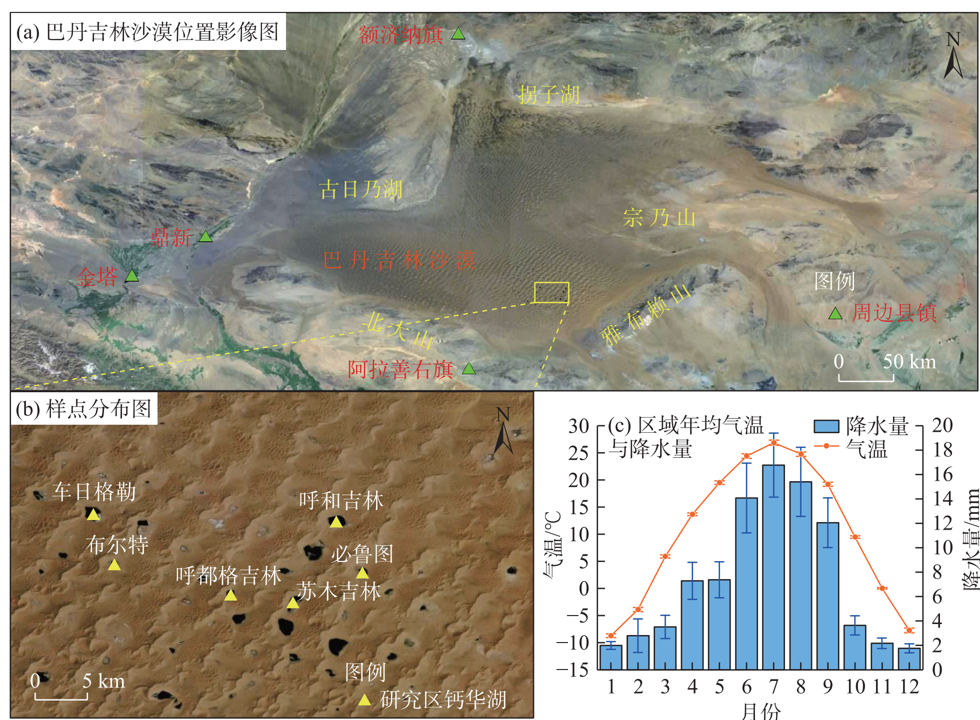


图1 研究区与采样点

Fig. 1 Study area and sampling points

表1　研究区湖泊基本信息

Tab. 1　Basic information of lakes in the study area

湖泊名称	经度/°E	纬度/°N	面积/km²	湖水pH值	地下水pH值	湖泊最大深度/m	水化学类型
呼都格吉林	102.37[20]	39.82[20]	0.43[20]	9.63	7.11[26]	6.30[24]	Na-CO₃-Cl[27]
呼和吉林	102.46[20]	39.88[20]	0.93[20]	9.50	7.68[28]	12.20[24]	Na-CO₃-Cl[27]
必鲁图	102.49[20]	39.84[20]	0.33[20]	9.48	–	–	Na-CO₃-Cl[27]
布尔特	102.27[20]	39.84[20]	0.24[20]	9.61	9.19[29]	–	Na-CO₃-Cl[27]
苏木吉林	102.43[20]	39.81[20]	0.62[20]	9.57	7.80[23]	5.80[24]	Na-CO₃-Cl[27]
车日格勒	102.25[20]	39.89[20]	1.06[20]	9.52	7.93[26]	8.00[24]	Na-CO₃-Cl[27]

京博医康生产的FD-1A-50型真空冷冻干燥机）。将干燥后的样品取样研磨至200目以下，以备后续测试。钙华样品用超纯水清洗表层松散颗粒，之后置于常温下自然晾干，待干燥后取样研磨至200目以下以备后续测试。

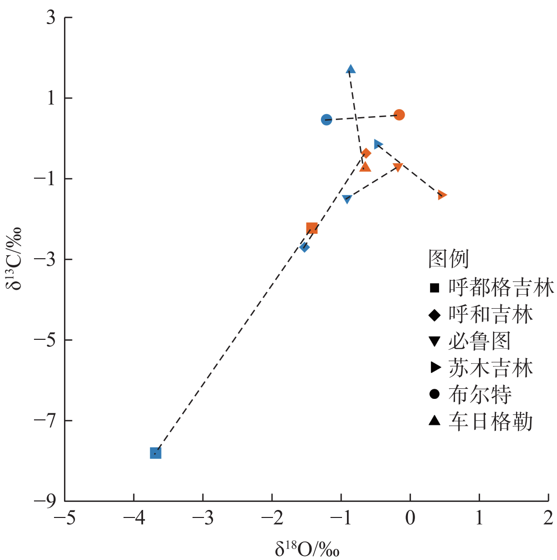
2.2　同位素测试方法

团簇同位素测定在福建师范大学稳定同位素中心，利用实验室搭建的真空样品制备系统和Thermo公司的MAT 253 Plus型质谱仪进行测试。具体测试流程如下：采用McCrea型反应管，将适量粉末样品（以碳酸钙计约10 mg，其中钙华称取约15 mg，沉积物称取约70 mg）与过饱和磷酸（H_3PO_4，ρ=1.92~1.95 g·mL^{-1}）在90 ℃真空条件下反应15 min，同时用酒精液氮（约-80 ℃）吸收反应过程中产生的水分，用液氮冷井（约-196 ℃）收集反应生成的CO_2。之后，使用高纯氦气推送收集到的CO_2通过填充有Porapak™的气相色谱柱（GC）进一步纯化CO_2气体，去除微量有机组分对测定结果的干扰[30-31]。最后，采用双路进样方法，将纯化后的CO_2导入具有双路系统的同位素质谱仪MAT 253 Plus中进行团簇同位素分析，双路模式测试所用信号强度为16V（质量数44），每个样品测定包含6个测样过程，每个测量过程包含10个样品与标准的循环对比[32]。为了降低测试误差，获取更为可靠的结果，本研究中的每个样品均重复测试3次以上。实验过程中使用ETH-1（Δ_{47}=0.293‰）、ETH-2（Δ_{47}=0.297‰）、ETH-3（Δ_{47}=0.701‰）建立实验室经验转换方程[33]，并利用IAEA-C1（Δ_{47}=0.392‰）、IAEA-C2（Δ_{47}=0.732‰）等标准物质监控测试的数据质量。所有的测试结果均用Easotope软件[34]进行处理，Δ_{47}值基于Dennis等[35]建立的绝对参考体系，$\delta^{13}C$和$\delta^{18}O$以维也纳PeeDee箭石为标准。在钙华与湖泊沉积物碳酸盐的测试期间，碳酸盐标准的监测数据显示，样品$\delta^{13}C$的重复性优于±0.1‰，$\delta^{18}O$的测试重复性优于±0.15‰，Δ_{47}值的长期误差优于±0.010‰。

3　结果与分析

3.1　碳酸盐的碳、氧同位素特征

基于巴丹吉林沙漠盐湖钙华与湖泊沉积物碳酸盐稳定同位素结果（图2、表2），其湖泊碳酸盐的$\delta^{13}C$值为-7.81‰~1.68‰，$\delta^{18}O$值为-3.68‰~0.47‰。其中钙华的$\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$值分别为-7.81‰~1.68‰、-3.68‰~-0.45‰；湖泊沉积物碳酸盐的$\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$值分别为-2.24‰~0.57‰、-1.42‰~0.47‰。钙华的$\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$值的差异幅度分别为9.49‰、3.23‰，均大于湖泊沉积物碳酸盐（$\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$值的差异幅度分别为2.81‰、1.89‰）。钙华$\delta^{13}C$的均值为-1.68‰，偏负于湖泊沉积物碳酸盐（-0.82‰）；钙华的$\delta^{18}O$均值



注：橙色为湖相自生碳酸盐样品；蓝色为钙华样品。

图2　钙华与湖泊沉积物碳酸盐同位素测试结果

Fig. 2　Isotope testing results of tufas and lake sediment carbonates

表2 钙华与湖泊沉积物碳酸盐同位素测试结果

Tab. 2 Isotope testing results of tufas and lake sediment carbonates

碳酸盐类型	湖泊名称	样品编号	测试加样量/mg	$\delta^{13}C$/‰	$\delta^{18}O$/‰	Δ_{47}/‰	Δ_{47}±1SE/‰	$T(\Delta_{47})$/℃	$T(\Delta_{47})$±1SE/℃	N
钙华	呼都格吉林	HDGJL-T	15	−7.81	−3.68	0.726	0.007	17.5	1.9	3
	呼和吉林	HHJL-T	15	−2.71	−1.53	0.725	0.002	17.7	0.6	3
	必鲁图	BLT-T	20	−1.54	−0.91	0.713	0.012	21.2	3.3	3
	布尔特	BET-T	15	0.45	−1.21	0.713	0.010	21.2	2.9	8
	苏木吉林	SMJL-T	20	−0.15	−0.45	0.714	0.011	20.8	3.1	7
	车日格勒	CRGL-T	12	1.68	−0.86	0.710	0.005	22.0	1.5	3
湖泊沉积物碳酸盐	呼都格吉林	HDGJL-S	77	−2.24	−1.42	0.672	0.005	33.9	1.6	4
	呼和吉林	HHJL-S	80	−0.38	−0.64	0.688	0.006	28.7	1.9	3
	必鲁图	BLT-S	65	−0.75	−0.18	0.686	0.023	29.3	7.0	3
	布尔特	BET-S	70	0.57	−0.16	0.697	0.015	25.9	4.5	4
	苏木吉林	SMJL-S	70	−1.41	0.47	0.697	0.007	25.8	2.2	3
	车日格勒	CRGL-S	95	−0.70	−0.65	0.704	0.005	23.8	1.5	4

注：Δ_{47}为团簇同位素测试值；Δ_{47}±1SE为团簇同位素的标准误差；$T(\Delta_{47})$为团簇同位素温度；$T(\Delta_{47})$±1SE为团簇同位素温度的标准误差；N为重复次数。

为−1.44‰，偏负于湖泊沉积物碳酸盐（−0.43‰）。相较于湖泊沉积物碳酸盐，钙华$\delta^{18}O$值偏负约1.01‰。

通常来说，湖泊沉积物中的碳酸盐是在生物因素和/或物理化学因素的影响下，湖水达到过饱和状态下的产物。就氧同位素而言，碳酸盐$\delta^{18}O$值主要受其沉淀时的水体温度和水体$\delta^{18}O$值控制。在巴丹吉林沙漠，同一湖泊中的沉积物和钙华虽然沉积在同一湖泊系统，但6个湖泊均呈现为沉积物碳酸盐$\delta^{18}O$值较钙华偏正（0.21‰~2.26‰），总体来说沉积物碳酸盐的$\delta^{18}O$均值（−0.43‰）偏正于钙华（−1.44‰）约1.01‰，这种差异表明2种碳酸盐沉积利用的水体或沉淀的温度存在差异。

碳酸盐$\delta^{13}C$主要与水体溶解无机碳（Dissolved inorganic carbon，DIC）的$\delta^{13}C$相关。研究区湖水的水化学类型均为Na-CO_3-Cl，其DIC的主要组分为CO_3^{2-}[23,25,27]，如果仅考虑湖泊水体DIC与大气CO_2的交换过程，根据Zhang等[36]建立的CO_2气体与DIC中CO_3^{2-}之间的碳同位素分馏，其估算的$\delta^{13}C$值约为−2.40‰，这与本文研究的湖泊沉积物碳酸盐的$\delta^{13}C_{DIC}$值极为接近，据此推断湖水与大气CO_2的交换是控制沉积物碳酸盐$\delta^{13}C$的主要因素。研究区内各湖泊沉积物碳酸盐的$\delta^{13}C$差异较小（图2），这也与各湖泊水体DIC主要受大气CO_2交换控制的推论相一致。进一步对比显示，多数湖泊（呼都格吉林、呼和吉林、布尔特、必鲁图）钙华的$\delta^{13}C$值偏负于湖泊沉积物碳酸盐，其中，呼都格吉林的钙华与湖泊沉积物碳酸盐的$\delta^{13}C$差异最大，幅度达5.57‰，这些特征揭示出形成钙华沉积所用的DIC与湖泊沉积物显著不同。

相比较而言，湖泊钙华碳、氧同位素的研究较少，通常认为湖泊钙华的形成与泉水的出露有关，在此过程中钙华的同位素组成主要受以下因素影响：(1) 脱气作用，即地下水涌出成泉时，由于CO_2分压的降低引起水中溶解CO_2的逃逸，水体pH值上升，诱使碳酸钙的沉淀。钙华沉淀时的脱气作用会引起同位素的动力分馏[37−39]，其中携带轻同位素（$\delta^{12}C$、$\delta^{16}O$）的CO_2会在脱气过程中优先逃逸，使得钙华的$\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$值显著较地下水的DIC偏正。(2) 混合作用，即不同性质水体的交汇导致局部溶解度和同位素组成变化，有利于钙华形成。金字塔湖钙华[40−41]和塞尔斯湖钙华[42]的研究已经表明，其钙华沉淀的产生是富含Ca^{2+}的泉水与富含CO_3^{2-}的湖水混合的结果，即补给湖泊相对新鲜含钙的水与补给口周围碱性湖水部分或者完全混合导致了碳酸钙矿物的原位沉积。巴丹吉林沙漠腹地盐湖湖水和补给泉水的水化学特征与此类似，湖水相较于泉水贫Ca^{2+}而富含CO_3^{2-}，泉水相较于湖水富含Ca^{2+}而贫CO_3^{2-}[27,29]，当2种水体混合时，会引起碳酸钙的过饱和沉淀。曹乐等[29]对巴丹吉林沙漠7个典型钙华湖的湖水和泉水的混合模拟结果显示，泉水与湖水混合时（湖水比例<10%）可使混合水体中的碳酸盐饱和系数迅速上升，有利于促进碳酸盐的沉淀。

脱气作用与混合作用导致钙华的形成与湖泊

沉积物碳酸盐存在差异，这可以用于解释二者碳、氧同位素组成的差异。首先，表现为钙华碳同位素的差异可能较大，本研究的几个钙华样品$\delta^{13}C$值分布较为分散（范围为-7.81‰~1.68‰，极差为9.49‰），即使排除了呼都格吉林湖泊钙华样品数据中$\delta^{13}C$值远低于其他湖泊的情况，其极差仍然超过4‰，而湖泊沉积物碳酸盐的$\delta^{13}C$值分布较为集中（范围为-2.24‰~0.57‰，极差为2.81‰）。其次，这些过程会导致钙华碳、氧同位素呈协同变化，本研究不同湖泊的钙华碳、氧同位素呈现了显著的正相关关系（图2），这也与前人报道的其他区域钙华特征相似。这些显著的差异揭示出巴丹吉林沙漠湖泊沉积物碳酸盐与钙华碳酸盐$\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$与其沉积过程密切相关，即其$\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$具有不同的环境指示意义。

3.2 碳酸盐团簇同位素特征

钙华与湖泊沉积物碳酸盐的Δ_{47}值分别为0.710‰~0.726‰（平均值为0.717‰）、0.672‰~0.704‰（平均值为0.691‰），与湖泊沉积物碳酸盐相比，钙华的Δ_{47}值均偏正约0.026‰。

自Ghosh等[7]基于实验室合成的方解石报道了$\Delta_{47}-T$的转换方程以来，已有大量研究者基于天然样品、实验室碳酸盐沉淀模拟实验建立了众多具有针对性的经验温度转化方程[43]。由于不同温度转化方程差异较大[44-45]，目前仍缺乏统一的认识[46]，基于材料相似的原则，本研究使用Kele等[47]提出的$\Delta_{47}-T$转换方程，该转换曲线的建立基于较多的样品数量和种类，具有较大的温度适用范围（6~95 ℃），且受可能存在的不平衡因素（pH值、矿物类型、沉淀速率）影响很小，可为本研究提供更为准确的碳酸盐沉淀温度。其公式如下：

$$\Delta_{47} = (0.044 \pm 0.005)T^{-2} + (0.205 \pm 0.047) \quad (1)$$

式中：T为开尔文温度（K）。

计算结果显示，钙华的$T(\Delta_{47})$介于17.5~21.2 ℃之间，均值为20.1 ℃，湖泊沉积物碳酸盐的$T(\Delta_{47})$介于23.8~33.9 ℃之间，均值为27.9 ℃。

碳酸盐的团簇同位素组成与碳酸盐的沉淀温度密切相关，即碳酸盐团簇同位素Δ_{47}是定量的温度计。研究区内6个湖泊钙华的团簇同位素Δ_{47}均值（μ=0.717‰）偏正于湖泊沉积物碳酸盐（μ=0.691‰），其均值差达0.026‰，高于实验室测试误差（0.010‰），这种差异是源于2种碳酸盐沉淀温度差异还是碳酸盐沉淀过程的动力学分馏作用？

大量的观测和模拟研究显示，自然界碳酸盐团簇同位素的显著不平衡主要包括：（1）CO_2的快速脱气作用引起湖水DIC的不平衡[38]；（2）DIC离子种类之间的不平衡[48]；（3）碳酸盐快速沉淀造成的同位素不平衡[49]。就湖泊沉积物碳酸盐而言，巴丹吉林湖相沉积物中自生碳酸盐的沉淀主要源于蒸发作用，其受CO_2快速脱气过程的影响较弱。首先，巴丹吉林沙漠湖泊生态系统的多年累计月平均CO_2通量在全年为负值，表现为对大气CO_2的吸收[50]，即高pH值的盐湖难以发生CO_2的快速脱气过程；其次，理论计算显示，当湖水pH值在9~10的条件下[23,26,51-52]，其DIC平衡所需的时间小于15 d[53]，而巴丹吉林沙漠腹地盐湖均为封闭型湖泊，无地表径流的汇入和流出，湖水的散失仅依靠蒸发，因而湖水DIC的停留时间可达数年，即巴丹吉林湖泊中DIC离子种类之间的不平衡亦难以发生；此外，在水体pH值介于7~10的条件下，即使碳酸盐快速沉淀，模拟和实验室观测数据都表明该过程引起的Δ_{47}动力学分馏效应小于0.01‰[49]，对温度的影响约不超过3 ℃。因此，巴丹吉林沙漠湖泊沉积物Δ_{47}应该记录了湖泊水体温度。如果将夏季作为巴丹吉林湖泊沉积物碳酸盐形成的主要时段，对比显示湖泊沉积物碳酸盐$T(\Delta_{47})$与巴丹吉林沙漠腹地湖泊监测的夏季湖表温度基本一致（图3，25~30 ℃[54-56]），这与青藏高原湖泊表

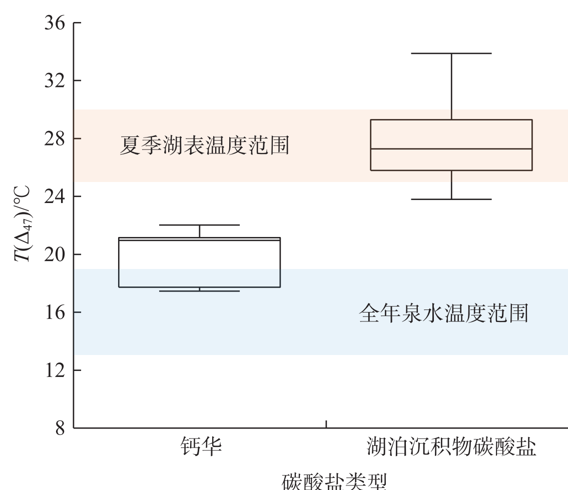


图3　钙华、湖泊沉积物碳酸盐$T(\Delta_{47})$与夏季湖表温度/全年泉水温度对比（水温数据参考自文献[54-56,58]）

Fig. 3　Comparison of $T(\Delta_{47})$ in tufas and lake sediment carbonates with lake surface temperature in summer/annual spring water temperature (water temperature data are referenced from literature[54-56,58])

层沉积物碳酸盐 $T(\Delta_{47})$主要记录夏季温度的结论[57]基本一致。

钙华的形成与泉水和湖水的混合有关，且湖水和泉水温度不同，致使其 $T(\Delta_{47})$难以直接估算对比。首先，从钙华的形成来看，因泉水中通常具有较高的 CO_2分压，当泉水出露时就有可能发生 CO_2速脱。在此过程中，通常呈现为沉淀碳酸盐 $\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$ 值的升高[37-39]，并导致碳酸盐 Δ_{47}值的下降。Guo[59]的理论计算表明，当脱气作用为主导因素时，$\delta^{18}O$ 值每升高 1‰会引起 Δ_{47}值下降 0.0175‰~0.0290‰。本研究钙华样品的 $\delta^{18}O$ 值与 Δ_{47}值虽然呈现为负相关的关系，但是其斜率仅为−0.0046，远低于理论计算的结果，这说明脱气作用即使对碳酸盐同位素产生了影响，其引起的团簇同位素分馏也将不显著。其次，从钙华记录的 $T(\Delta_{47})$温度来看，钙华样品的 $T(\Delta_{47})$虽然低于湖泊沉积物碳酸盐，但也普遍高于全年泉水均温（图3，17~18 ℃[54,56,58]），显示出泉水与湖水混合的温度特征。据此推断，当湖水温度高于泉水时，泉水出露与湖水接触时导致混合后泉水温度升高，这有利于 CO_2的溢出以及碳酸盐的沉淀，从而使得钙华所记录的沉淀温度 $T(\Delta_{47})$介于泉水温度与夏季湖表温度之间，这与碳酸盐的 $\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$ 的结果相符。

综上所述，巴丹吉林沙漠湖泊沉积物碳酸盐 $T(\Delta_{47})$主要记录了夏季湖水温度，而钙华受泉水与湖水混合作用影响，其 $T(\Delta_{47})$主要受2种水体混合程度的影响。

3.3 碳酸盐形成时水体 $\delta^{18}O$ 估算

在同位素平衡的条件下，碳酸盐 $\delta^{18}O$ 值与其沉淀时环境流体的 $\delta^{18}O$ 值是温度的函数[7]，其公式如下：

$$1000\ln\alpha = 18.03\times\left(10^{3}T^{-1}\right) - 32.42 \qquad (2)$$

式中：α 为碳酸盐与其沉淀流体氧同位素的分馏系数。

本研究利用实测碳酸盐 $\delta^{18}O$ 和 $T(\Delta_{47})$的值，估算了碳酸盐沉淀时水体的 $\delta^{18}O$ 值（图4）。与前人所报导的相应湖泊泉/湖水 $\delta^{18}O$ 值[25,51,60-61]的对比显示（图4），估算的各水体 $\delta^{18}O$ 值均位于观测的湖水和泉水 $\delta^{18}O$ 组分之间，表明本文估算水体的 $\delta^{18}O$ 值符合观测结果体系下的碳酸盐沉淀结果。

结果显示，由湖泊沉积物碳酸盐 $\delta^{18}O$ 和 $T(\Delta_{47})$估算的各湖泊水体 $\delta^{18}O$ 较为接近，但部分偏负于现代

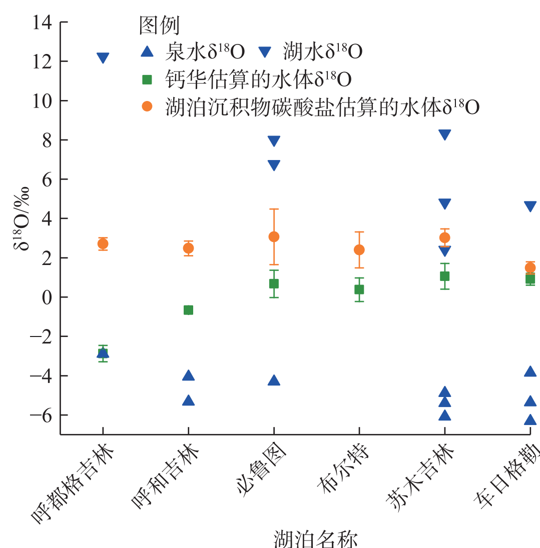


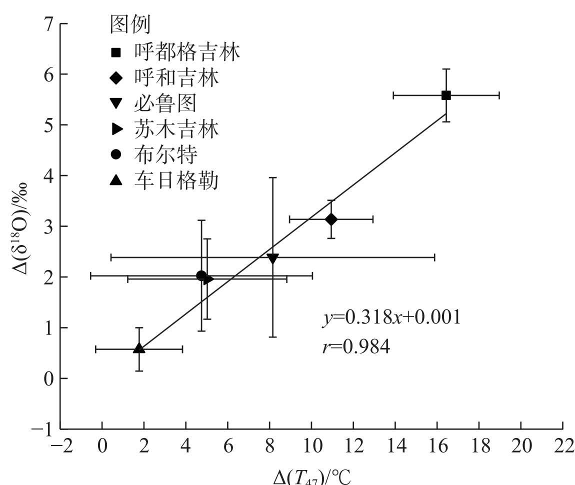
图4 估算所得的钙华与湖泊沉积物碳酸盐沉淀时的水体 $\delta^{18}O$ 与湖水/泉水 $\delta^{18}O$ 对比（泉水/湖水同位素数据引自文献[25,51,60-61]）

Fig. 4 Comparison of estimated $\delta^{18}O$ value of the water in which tufas and lake sediment carbonates precipitation with lake/spring $\delta^{18}O$ value (isotopic data of spring water/lake water are quoted from literature[25,51,60-61])

观测的湖水 $\delta^{18}O$，这可能与沙漠湖泊水体总容量较小、蒸发强烈，致使水体 $\delta^{18}O$ 波动较大有关。以苏木吉林为例，该湖报道的多个湖水 $\delta^{18}O$ 数值之间便存在着显著差异。另一方面，湖泊沉积物 $\delta^{18}O$ 反映的是较长时间内湖泊水体的平均状态，因此基于湖泊沉积物估算的 $\delta^{18}O$ 也应代表了一种平均水平，这在一定程度上解释了不同湖泊之间利用湖泊沉积物碳酸盐估算的水体 $\delta^{18}O$ 数值为何相对稳定。不同钙华样品记录的水体 $\delta^{18}O$ 总体较湖泊沉积物碳酸盐偏负，且差异较大，显示了各钙华形成时泉水和湖水混合程度的差异，其中呼都格吉林钙华样品估算的水体 $\delta^{18}O$ 值（−2.87‰）与前人测试的泉水 $\delta^{18}O$ 值（−2.89‰）十分接近，表明利用巴丹吉林钙华重建泉水 $\delta^{18}O$ 极具潜力，这与 Andrews 等的研究结论相近，进一步表明本研究基于碳酸盐 $\delta^{18}O$ 和 $T(\Delta_{47})$估算的水体 $\delta^{18}O$ 是可靠的。

在此条件下，如果认为估算的水体 $\delta^{18}O$ 和 $T(\Delta_{47})$是可靠的，将湖泊沉积物的 $T(\Delta_{47})$和据此估算的水体 $\delta^{18}O$ 作为参考，则钙华样品与沉积物样品 $\delta^{18}O$ 和 $T(\Delta_{47})$差异则可以用于指示钙华形成时水体的混合程度。研究区6个湖泊的湖泊沉积物碳酸盐与钙华的 $T(\Delta_{47})$之差[钙华 $T(\Delta_{47})$−湖泊沉积物碳酸盐 $T(\Delta_{47})$]，

$\Delta(T_{47})$]和估算水体$\delta^{18}O$之差[钙华估算水体$\delta^{18}O$–湖泊沉积物碳酸盐估算水体$\delta^{18}O$，$\Delta(\delta^{18}O)$]呈现为显著的正相关性(图5)，这一现象不仅进一步表明利用碳酸盐$\delta^{18}O$和Δ_{47}组成可以揭示钙华的沉积过程，还可以分别利用$\delta^{18}O$和$T(\Delta_{47})$对钙华形成时的泉水和湖水的混合程度进行评估。



注：$\Delta(T_{47})$、$\Delta(\delta^{18}O)$分别为湖泊沉积物碳酸盐与钙华的$T(\Delta_{47})$及估算水体$\delta^{18}O$之差。

图5 湖泊沉积物碳酸盐与钙华的$\Delta(T_{47})$和$\Delta(\delta^{18}O)$的相关性

Fig. 5 Correlation between $\Delta(T_{47})$ and $\Delta(\delta^{18}O)$ of tufas and lake sediment carbonates

综上所述，沙漠湖泊钙华沉积作为泉水和湖水混合作用的产物，其形成过程虽受泉水与湖水化学性质差异的影响而极为复杂，但通过运用氧同位素与团簇同位素的组合分析，我们能够从同位素组成的角度揭示湖泊中碳酸盐的沉积过程。此外，利用同位素差异提取碳酸盐沉积蕴涵泉水信息的方式，不仅补充了湖泊水体和沉积物的化学元素信息，也对认识沙漠湖泊水文演化极具潜力。

4 结 论

基于巴丹吉林6个湖泊2种碳酸盐沉积物碳、氧以及团簇同位素特征的分析，本研究探讨了钙华与湖泊沉积物碳酸盐的沉淀过程及环境指示意义的差异，结果显示：

(1) 钙华与湖泊沉积物碳酸盐的碳、氧同位素特征的差异与其沉淀过程密切相关。湖泊沉积物碳酸盐的沉淀主要受湖水蒸发作用的影响，使得钙华沉积的氧同位素显著较湖泊沉积物碳酸盐偏负。

(2) 湖泊沉积物碳酸盐在Δ_{47}平衡的条件下沉淀，其$T(\Delta_{47})$主要记录了夏季温度，而钙华的$T(\Delta_{47})$温度普遍高于泉水且低于湖泊夏季温度，是泉水与湖水混合作用的结果。

(3) 基于碳酸盐同位素的水体$\delta^{18}O$估算结果表明，钙华沉淀流体$\delta^{18}O$估算值介于对应湖泊的湖水和泉水$\delta^{18}O$值之间，其形成沉淀的水体为湖水和泉水混合作用下的产物。碳酸盐的$\delta^{18}O$和$T(\Delta_{47})$可以用于指示钙华形成时泉水和湖水的混合程度，即其碳酸盐同位素组合是现有湖泊研究地球化学方法的重要补充。

因此，本文推断巴丹吉林沙漠湖泊钙华具有揭示湖泊补给来源的潜力，未来有望基于更多湖泊的深入研究和水体化学性质扩展碳酸盐团簇同位素、氧同位素在沙漠湖泊中的应用。

参考文献(References)

[1] 朱金峰, 王乃昂, 陈红宝, 等. 基于遥感的巴丹吉林沙漠范围与面积分析[J]. 地理科学进展, 2010, 29(9): 1087–1094. [Zhu Jinfeng, Wang Nai'ang, Chen Hongbao, et al. Study on the boundary and the area of Badain Jaran Desert based on remote sensing imagery[J]. Progress in Geography, 2010, 29(9): 1087–1094.]

[2] 张新毅, 范小露, 田明中. 巴丹吉林沙漠晚更新世沉积物矿物学特征及其指示意义[J]. 干旱区地理, 2022, 45(6): 1773–1783. [Zhang Xinyi, Fan Xiaolu, Tian Mingzhong. Mineralogical characteristics and its significance of late Pleistocene sediments in the Badain Jaran Desert[J]. Arid Land Geography, 2022, 45(6): 1773–1783.]

[3] Gong Y, Wang X, Hu B X, et al. Groundwater contributions in water-salt balances of the lakes in the Badain Jaran Desert, China[J]. Journal of Arid Land, 2016, 8(5): 694–706.

[4] Leng M J, Marshall J D. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives[J]. Quaternary Science Reviews, 2004, 23(7–8): 811–831.

[5] 项超生, 汪勇, 王君波, 等. 高海拔干旱区湖泊沉积物多指标记录的环境变化研究——以阿克赛钦湖为例[J]. 干旱区地理, 2022, 45(2): 435–444. [Xiang Chaosheng, Wang Yong, Wang Junbo, et al. Environmental changes recorded by multiproxy of lake sediments in the high-altitude and arid area: A case of Lake Aksayqin[J]. Arid Land Geography, 2022, 45(2): 435–444.]

[6] Urey H C. The thermodynamic properties of isotopic substances[J]. Journal of the Chemical Society, 1947: 562–581.

[7] Kim S T, O'Neil J R. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1997, 61(16): 3461–3475.

[8] Ghosh P, Adkins J, Affek H, et al. ^{13}C-^{18}O bonds in carbonate min-

erals: A new kind of paleothermometer[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2006, 70: 1439−1456.

[9] Eiler J M. "Clumped-isotope" geochemistry: The study of naturally-occurring, multiply-substituted isotopologues[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2007, 262(3−4): 309−327.

[10] Guo Y, Deng W, Wei G. Kinetic effects during the experimental transition of aragonite to calcite in aqueous solution: Insights from clumped and oxygen isotope signatures[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2019, 248: 210−230.

[11] 马素辉, 李卓仑, 王乃昂, 等. 地下水补给型湖泊表层沉积物矿物组成及其形成机制——以巴丹吉林沙漠湖泊群为例[J]. 湖泊科学, 2015, 27(4): 727−734. [Ma Suhui, Li Zhuolun, Wang Nai'ang, et al. Mineralogical assemblages in surface sediments and its formation mechanism in the groundwater recharged lakes: A case study of lakes in the Badain Jaran Desert[J]. Journal of Lake Science, 2015, 27(4): 727−734.]

[12] 姜高磊, 王乃昂, 李卓仑, 等. 巴丹吉林沙漠湖泊表层沉积物盐类矿物分布及对气候环境的指示[J]. 中国地质, 2022, 51(6): 2077−2089. [Jiang Gaolei, Wang Nai'ang, Li Zhuolun, et al. Distribution pattern of saline minerals in surface sediments from lakes in the Badain Jaran Desert and its implications for climate-environmental reconstruction[J]. Geology in China, 2022, 51(6): 2077−2089.]

[13] 赵晖, 杨宏宇, 王兴繁, 等. 巴丹吉林沙漠典型沉积物年代学研究评述[J]. 中国沙漠, 2022, 42(1): 57−65. [Zhao Hui, Yang Hongyu, Wang Xingfan, et al. Geochronology of the typical sediments in the Badain Jaran Desert: The progress and issues[J]. Journal of Desert Research, 2022, 42(1): 57−65.]

[14] Andrews J E, Pedley M, Dennis P F. Palaeoenvironmental records in Holocene Spanish tufas: A stable isotope approach in search of reliable climatic archives[J]. Sedimentology, 2000, 47(5): 961−978.

[15] Rosen M R, Arehart G B, Lico M S. Exceptionally fast growth rate of <100-yr-old tufa, Big Soda Lake, Nevada: Implications for using tufa as a paleoclimate proxy[J]. Geology, 2004, 32(5): 409−412.

[16] Hudson A M, Quade J, Ali G, et al. Stable C, O and clumped isotope systematics and ^{14}C geochronology of carbonates from the Quaternary Chewaucan closed-basin lake system, Great Basin, USA: Implications for paleoenvironmental reconstructions using carbonates[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2017, 212: 274−302.

[17] 宁凯, 王乃昂, 李卓仑, 等. 基于CMB模型的巴丹吉林沙漠沙源区分析[J]. 干旱区地理, 2021, 44(2): 389−399. [Ning Kai, Wang Nai'ang, Li Zhuolun, et al. Analysis of sand source for Badain Jaran Desert based on CMB model[J]. Arid Land Geography, 2021, 44(2): 389−399.]

[18] Yang X, Ma N, Dong J, et al. Recharge to the inter-dune lakes and Holocene climatic changes in the Badain Jaran Desert, western China[J]. Quaternary Research, 2010, 73(1): 10−19.

[19] 王乃昂, 宁凯, 李卓仑, 等. 巴丹吉林沙漠全新世的高湖面与泛湖期[J]. 中国科学: 地球科学, 2016, 46(8): 1106−1115. [Wang Nai'ang, Ning Kai, Li Zhuolun, et al. Holocene high lake-levels and pan-lake period on Badain Jaran Desert[J]. Science China Earth Sciences, 2016, 46(8): 1106−1115.]

[20] 张文佳. 巴丹吉林沙漠腹地湖区蒸散发及水量平衡研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2020. [Zhang Wenjia. Study on the evapotranspiration and water balance of lake basin in the hinterland of Badain Jaran Desert[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2020.]

[21] Jiang G, Wang N, Mao X, et al. Hydrological evolution of a lake recharged by groundwater in the Badain Jaran Desert over the past 140 years[J]. Frontiers in Earth Science, 2021, 9: 721724, doi: 10.3389/feart.2021.721724.

[22] 曹乐, 聂振龙, 申建梅, 等. 巴丹吉林沙漠湖泊水化学类型与钙华沉积关系[J]. 地球科学, 2023, 48(10): 3844−3855. [Cao Le, Nie Zhenlong, Shen Jianmei, et al. Relationship between lakes' hydrochemical types and tufa deposition in Badain Jaran Desert[J]. Earth Science, 2023, 48(10): 3844−3855.]

[23] 巩艳萍. 巴丹吉林沙漠地下水对湖泊水均衡及其盐分变化的影响[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2017. [Gong Yanping. The impacts of groundwater on lakes in the Badain Jaran Desert relevant to water balance and salts variation[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2017.]

[24] 赵力强, 张律吕, 王乃昂, 等. 巴丹吉林沙漠湖泊形态初步研究[J]. 干旱区研究, 2018, 35(5): 1001−1011. [Zhao Liqiang, Zhang Lülü, Wang Nai'ang, et al. Morphology of the lakes in the Badain Jaran Desert[J]. Arid Zone Research, 2018, 35(5): 1001−1011.]

[25] 金可, 张乾柱, 卢阳, 等. 巴丹吉林沙漠湖泊群水体氢氧同位素和水化学特征[J]. 人民长江, 2022, 53(4): 65−72. [Jin Ke, Zhang Qianzhu, Lu Yang, et al. Research on stable isotopes and hydrochemical features of lakes water in Badain Jaran Desert[J]. Yangtze River, 2022, 53(4): 65−72.]

[26] 陈立. 应用地球化学方法探究巴丹吉林沙漠地下水源[D]. 兰州: 兰州大学, 2012. [Chen Li. Groundwater recharge source in Badain Jaran Desert: Evidence from geochemistry[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2012.]

[27] 陆莹, 王乃昂, 李贵鹏, 等. 巴丹吉林沙漠湖泊水化学空间分布特征[J]. 湖泊科学, 2010, 22(5): 774−782. [Lu Ying, Wang Nai'ang, Li Guipeng, et al. Spatial distribution of lakes hydro-chemical types in Badain Jaran Desert[J]. Journal of Lake Science, 2010, 22(5): 774−782.]

[28] Yang X, Williams M A J. The ion chemistry of lakes and late Holocene desiccation in the Badain Jaran Desert, Inner Mongolia, China[J]. Catena, 2003, 51(1): 45−60.

[29] 曹乐, 聂振龙, 刘学全, 等. 巴丹吉林沙漠湖泊钙华的水化学成因[J]. 中国沙漠, 2017, 37(5): 1026−1034. [Cao Le, Nie Zhenlong, Liu Xuequan, et al. Hydrochemical cause of lakes tufa in Badain Jaran Desert[J]. Journal of Desert Research, 2017, 37(5): 1026−1034.]

[30] Huntington K W, Eiler J M, Affek H P, et al. Methods and limitations of 'clumped' CO_2 isotope (Δ_{47}) analysis by gas-source iso-

tope ratio mass spectrometry[J]. Journal of Mass Spectrometry, 2009, 44(9): 1318-1329.

[31] Passey B H, Levin N E, Cerling T E, et al. High-temperature environments of human evolution in East Africa based on bond ordering in paleosol carbonates[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2010, 107(25): 11245-11249.

[32] 许雅芯, 朱芸, 许丽红, 等. 样品量差异对团簇同位素Δ_{47}测定的影响[J]. 第四纪研究, 2022, 42(2): 504-511. [Xu Yaxin, Zhu Yun, Xu Lihong, et al. Effects of different sample size on the reproducibility of clumped isotope(Δ_{47}) measurements[J]. Quaternary Sciences, 2022, 42(2): 504-511.]

[33] 杜垚华, 李苗发, 雷国良, 等. 福建仙云洞现代次生碳酸盐团簇同位素特征与温度重建[J]. 第四纪研究, 2023, 43(5): 1343-1353. [Du Yaohua, Li Miaofa, Lei Guoliang, et al. Clumped isotope characteristics and temperature reconstruction of carbonate in modern speleothems of Xianyun cave in Fujian[J]. Quaternary Sciences, 2023, 43(5): 1343-1353.]

[34] John C M, Bowen D. Community software for challenging isotope analysis: First applications of 'Easotope' to clumped isotopes[J]. Rapid Communications in Mass Spectrometry, 2016, 30(21): 2285-2300.

[35] Dennis K J, Affek H P, Passey B H, et al. Defining an absolute reference frame for 'clumped' isotope studies of CO_2[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2011, 75(22): 7117-7131.

[36] Zhang J, Quay P D, Wilbur D O. Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of CO_2[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, 59(1): 107-114.

[37] Zeebe R E. An explanation of the effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal oxygen isotopes[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1999, 63(13-14): 2001-2007.

[38] Affek H P, Zaarur S. Kinetic isotope effect in CO_2 degassing: Insight from clumped and oxygen isotopes in laboratory precipitation experiments[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2014, 143: 319-330.

[39] Yan H, Liu Z, Sun H. Effect of in-stream physicochemical processes on the seasonal variations in $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values in laminated travertine deposits in a mountain stream channel[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2017, 202: 179-189.

[40] Benson L. Carbonate deposition, Pyramid Lake subbasin, Nevada: 1. Sequence of formation and elevational distribution of carbonate deposits (tufas)[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 1994, 109(1): 55-87.

[41] Benson L, Peterman Z. Carbonate deposition, Pyramid Lake subbasin, Nevada: 3. The use of ^{87}Sr values in carbonate deposits (tufas) to determine the hydrologic state of paleolake systems[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 1996, 119(3-4): 201-213.

[42] Smith G I. Late Cenozoic geology and lacustrine history of Searles Valley, Inyo and San Bernardino Counties, California[J]. American Geophysical Union, 2009(1727): 1-115.

[43] Huntington K W, Petersen S V. Frontiers of carbonate clumped isotope thermometry[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2023, 51(1): 611-641.

[44] Jautzy J J, Savard M M, Dhillon R S, et al. Clumped isotope temperature calibration for calcite: Bridging theory and experimentation[J]. Geochemical Perspectives Letters, 2020, 14: 36-41.

[45] Piasecki A, Bernasconi S M, Grauel A L, et al. Application of clumped isotope thermometry to benthic foraminifera[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2019, 20(4): 2082-2090.

[46] Anderson N T, Kelson J R, Kele S, et al. A unified clumped isotope thermometer calibration (0.5-1100 ℃) using carbonate-based standardization[J]. Geophysical Research Letters, 2021, 48(7): 11, doi: 10.1029/2020GL092069.

[47] Kele S, Breitenbach S F M, Capezzuoli E, et al. Temperature dependence of oxygen-and clumped isotope fractionation in carbonates: A study of travertines and tufas in the 6-95 ℃ temperature range[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2015, 168: 172-192.

[48] Tripati A K, Hill P S, Eagle R A, et al. Beyond temperature: Clumped isotope signatures in dissolved inorganic carbon species and the influence of solution chemistry on carbonate mineral composition[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2015, 166: 344-371.

[49] Watkins J M, Hunt J D. A process-based model for non-equilibrium clumped isotope effects in carbonates[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2015, 432: 152-165.

[50] Yang P, Wang N, Zhao L, et al. Variation characteristics and influencing mechanism of CO_2 flux from lakes in the Badain Jaran Desert: A case study of Yindeer Lake[J]. Ecological Indicators, 2021, 127, doi: 10.1016/j.ecolind.2021.107731.

[51] 欧阳波罗. 巴丹吉林沙漠湖水和地下水氢氧同位素研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2014. [Ouyang Boluo. Characteristics of H-O isotopes in lake-water and groundwater in Badain Jaran Desert[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2014.]

[52] Banda J F, Zhang Q, Ma L, et al. Both pH and salinity shape the microbial communities of the lakes in Badain Jaran Desert, NW China[J]. Science of the Total Environment, 2021, 791: 148108, doi: 10.1016/j.scitotenv.2021.148108.

[53] Uchikawa J, Zeebe R E. The effect of carbonic anhydrase on the kinetics and equilibrium of the oxygen isotope exchange in the CO_2-H_2O system: Implications for $\delta^{18}O$ vital effects in biogenic carbonates[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2012, 95: 15-34.

[54] 曹乐. 巴丹吉林沙漠湖岸钙华沉积机制研究[D]. 石家庄: 中国地质科学院, 2017. [Cao Le. Study of the precipitation mechanism of tufa at lake shore in Badain Jaran Desert[D]. Shijiazhuang: Chinese Academy of Geological Sciences, 2017.]

[55] 胡文峰, 王乃昂, 赵力强, 等. 巴丹吉林沙漠典型湖泊湖气界面水-热交换特征[J]. 地理科学进展, 2015, 34(8): 1061-1071. [Hu Wenfeng, Wang Nai'ang, Zhao Liqiang, et al. Water-heat ex-

change over a typical lake in Badain Jaran Desert, China[J]. Progress in Geography, 2015, 34(8): 1061-1071.]

[56] Dong C, Wang N, Chen J, et al. New observational and experimental evidence for the recharge mechanism of the lake group in the Alxa Desert, north-central China[J]. Journal of Arid Environments, 2016, 124: 48-61.

[57] Li H, Liu X, Arnold A, et al. Mass 47 clumped isotope signatures in modern lacustrine authigenic carbonates in western China and other regions and implications for paleotemperature and paleoelevation reconstructions[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2021, 562: 116840, doi: 10.1016/j.epsl.2021.116840.

[58] 杨萍. 巴丹吉林沙漠不同生态系统CO_2交换及其影响因素研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2022. [Yang Ping. Research on CO_2 exchange for different ecosystems and its influence factors in the Badain Jaran Desert[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2022.]

[59] Guo W. Carbonate clumped isotope thermometry: Application to carbonaceous chondrites & effects of kinetic isotope fractionation [D]. Pasadena: California Institute of Technology, 2008.

[60] 吴月. 巴丹吉林沙漠地下水同位素特征与地下水年龄研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2014. [Wu Yue. Isotopic characteristics and dating of groundwater in the Badain Jaran Desert[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2014.]

[61] Su X, Lu C, Li M, et al. Hydrologic partition and maintenance mechanism of Badain Jaran Desert lake group indicated by hydrogen and oxygen stable isotopes, northwest China[J]. Environmental Earth Sciences, 2022, 82(1): 1-13.

Isotopic characteristics of carbonate in salt lakes in the hinterland of Badain Jaran Desert and its environmental significance

LI Quancong[1,2], LEI Guoliang[1,2,3], ZHAO Hui[4], ZHU Yun[1,2,3], SUN Wanting[1,2], YU Yuan[1,2], JIANG Geping[1,2]

(1. Key Laboratory of Humid Subtropical Eco-geographical Processes of the Ministry of Education, Fujian Normal University, Fuzhou 350117, Fujian, China; 2. School of Geographical Science and School of Carbon Neutrality Future Technology, Fujian Normal University, Fuzhou 350117, Fujian, China; 3. Institute of Geography, Fujian Normal University, Fuzhou 350117, Fujian, China; 4. Key Laboratory of Desert and Desertification, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, Gansu, China)

Abstract: The formation of lake carbonate is closely associated with the physical and chemical properties of lake water and the climatic environment, serving as an essential carrier of lake environmental information. This study examines two types of carbonates (tufa and lake sediment carbonate) from six lakes in the hinterland of the Badain Jaran Desert, Inner Mongolia, China. The precipitation processes of these carbonates and their environmental implications were analyzed using stable carbon, oxygen, and clumped isotope (Δ_{47}) indices. The results indicate the following: (1) The carbon and oxygen isotope characteristics of tufas and lake sediment carbonates from the six lakes differ significantly, with the oxygen isotope values of tufa deposits being notably more negative than those of lake sediment carbonates. (2) The clumped isotope temperatures [$T(\Delta_{47})$] of lake sediment carbonates are consistent and approximate the regional summer temperature, whereas the $T(\Delta_{47})$ of tufas are lower. (3) Based on oxygen isotope values and $T(\Delta_{47})$, the estimated $\delta^{18}O$ composition of the water in which the tufas precipitated suggests that the tufas capture a mixed signal from spring water and lake water. These findings provide preliminary insights into the environmental significance of salt lake carbonates in the hinterland of the Badain Jaran Desert and offer data to support long-term investigations into the hydrological evolution of desert lakes.

Key words: lake sediment carbonate; tufa; clumped isotope; Badain Jaran Desert